

## 雲底下層における安定度の影響を考慮した雷雨予報のための不安定指数 - 関東平野の北部を対象とした場合 -

著者	米谷 恒春
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	21
ページ	35-44
発行年	1979-03
URL	<a href="http://doi.org/10.24732/nied.00000790">http://doi.org/10.24732/nied.00000790</a>

# 雲底下層における安定度の影響を考慮した雷雨予報のための不安定指数—関東平野の北部を対象とした場合\*

米 谷 恒 春\*\*

国立防災科学技術センター

## Instability Index Which Takes Account of the Stabilities of a Lower Atmospheric Layer for the Purpose of Thunderstorm Prediction in the Northern Kanto Plain

By

Tsuneharu Yonetani

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

### Abstract

A relation of stability between the subcloud layer and the cloud layer during the period of convective cloud developing is studied using a one-dimensional model with two layers.

The conditions favorable for the development of a convective cloud obtained from the theoretical analysis is examined on days with thunderstorms in the northern Kanto plain. The number of the days is 79 in the 248-day period from 15th May-15th September in 1967 and 1968. It is shown that a similar relation to the theoretical results exists among the temperature lapse rate of the 900 mb~800 mb layer,  $\bar{\Gamma}_l$ , that of the 850 mb~500 mb layer,  $\bar{\Gamma}_u$ , and the mean of the relative humidity at 900 mb and 850 mb,  $RH$ . That is

$$\bar{\Gamma}_l + 2.5 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) + 10 \cdot (RH/100) - 15.5 > 0 \quad (1)$$

where  $\Gamma_w$  is the wet adiabatic temperature lapse rate and all temperature lapse rates are represented in unit of °C/km and the relative humidity in unit of %. The instability index proposed is

$$II = \begin{cases} 0.966 \cdot \bar{\Gamma}_l + 2.41 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) + 9.66 \cdot (RH/100) - 15.5 & \text{when } RH > 57 \\ 0.966 \cdot \bar{\Gamma}_l + 2.41 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) + 9.66 \cdot (RH/100) - 17.0 & \text{when } RH \leq 57 \end{cases} \quad (2)$$

When  $(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u, RH)$  satisfies Eq. (1),  $II > 0$  if  $RH > 57$ .

A verification of forecasts made on 372 days from 15th May-15th September in 1969~1971 which includes 67 thunderstorm days was performed. The skill score was 48%, which is a 10% improvement on the Showalter Stability Index.

\* この研究は特別研究「積雲対流がもたらす災害発生機構に関する研究」の一環として行なわれたものである。

\*\* 第1研究部

## 1. ま え が き

雷雨予報などのために必要な大気の安定度を評価する方法はいくつかある。北関東の各地にもそれぞれ雷雨予報法があるが(東京管区気象台編, 1962), 代表的なものは Showalter の安定指数による方法である。よく知られているように, Showalter の安定指数は, 850 mb の高度における気塊を 500 mb の高さまで断熱的に持ち上げたときに気塊の持つ温度と, 500 mb での気温との差で大気の安定度を評価している。これは, ラグランジュ的な視点に立った 1 層モデルに基づいている。Showalter の安定指数 (以下 SSI と記す) 以外にも Lifted Index (Galway, 1956) や Energy Stability Index (Darkow, 1968) などが提案されている。Lifted Index は下層における気温の変化を考慮している点に特徴があるが, 考え方は SSI の場合と本質的に同じである。Energy Stability Index も 850 mb と 500 mb での気温と湿度, および両気圧面の高度によって決定される。

大気成層の普通の状態である条件付不安定な成層では, 乾燥気塊の運動は安定で, 乾燥気塊が運動をするときには外部からの仕事を必要とする。ところで, 対流雲の発達程度は, 雲底下層の気塊が上層へ上昇し, その時に解放する不安定エネルギーの量によって第一義的に決まる。閉じた系において積雲対流を考えると, 乾燥気塊の運動に必要な仕事をするのは雲中の浮力である。雲層の安定度が同じであっても, 雲底下層の安定度が小さいほど雲底下層でより活発な上昇流が形成され, その結果対流雲はより発達することになる。下層大気の不安定度と関東平野北部の雷雨発現の間に密接な関係のあることはすでに指摘した (Yonetani, 1975)。

この報告では, 先ず雲層の安定度と雲底下層の安定度と対流雲の発達との三者の関係を簡単なモデルで考察する。次にこの考察を基礎にして, 関東平野北部を対象とした雷雨予報のための不安定指数を導き, 最後にこの不安定指数の予報への適用性を調べる。

## 2. 基本的な考え方

非粘性流体の閉じた系における積雲対流のエネルギー方程式は次式で表わされる (付録参照)。

$$\frac{\partial K}{\partial t} = \int \bar{\rho} g w (T_v' / \bar{T}_v - Q_l) dv \quad (1)$$

ここで,  $K$  は系全体での運動エネルギー,  $t$  は時間,  $\bar{\rho}$  は初期状態における密度,  $g$  は重力加速度,  $w$  は上昇速度,  $\bar{T}_v$  は初期状態の仮温度,  $T_v'$  は  $\bar{T}_v$  からの変差,  $Q_l$  は液水の質量の液水を含む乾燥気塊の質量に対する比,  $dv$  は体積要素である。以下, 式 (1) を基礎にして, 強さと大きさがほぼ同じ積雲が形成されたとき, この積雲がさらに発達する条件を調べる。

いま発達の初期段階での, ある一定の時間  $t = \Delta t$  における積雲対流を 1 次元で考える。対

流雲中の平均的な上昇速度の鉛直分布を、観測例などから雲の中間高度までは高度とともに増加する 1 次式で、また中間高度から上層では高度とともに減少する 1 次式で近似する (Sulakvelidze, 1969) すなわちこれを (2) 式で表す (図 1 参照). さらに、発達初期段階であることから  $Q_l = 0$  と簡略化し、雲の厚さを  $2h_2$  とする.

$$w(Z) = \begin{cases} w_{max} \cdot (Z+h_1)/(h_1+h_2), & -h_1 \leq Z < h_2 \\ w_{max} \cdot (2h_2-Z)/h_2, & h_2 \leq Z \leq 2h_2. \end{cases} \quad (2)$$

ここで  $Z$  は雲底高度を原点とする高さ、 $-h_1$  は雲底下層で  $w = 0$  となる高度である.  $w_{max}$  と  $h_2$  を定数とし、 $h_1$  を変数として考える. 雲底下層での上昇速度が全体的に大きいときには  $h_1$  が大きくなり、逆の場合には  $h_1$  が小さくなる. つまり、ここでは雲底下層での上昇速度の大小を  $h_1$  の大小におきかえている.

安定性を議論する際通常用いられているように、仮温度に代えて気温を用いる. 静止していた大気が  $\Delta t$  時間後に  $w$  なる上昇速度を持つとき、気塊は  $\Delta Z \sim w \cdot \Delta t / 2$  だけ変位したことになるから、気塊と周囲大気との気温差は気温減率を用いて次式で表される.

$$T' = (\bar{\Gamma} - \Gamma) \cdot \Delta Z \sim (\bar{\Gamma} - \Gamma) \cdot w \cdot \Delta t / 2 \quad (3)$$

ここで  $\Gamma$  は気塊の、 $\bar{\Gamma}$  は周囲大気の気温減率である. 結局  $\partial K / \partial t$  は (4) 式と変形される.

$$\begin{aligned} \frac{\partial K}{\partial t} &\sim \left( \frac{\bar{\rho}}{\Gamma} \right)_m \frac{g \cdot \Delta t}{2} \left[ \int_{-h_1}^0 w^2 \cdot (\bar{\Gamma}_l - \Gamma_d) dZ + \int_0^{2h_2} w^2 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) dZ \right] \\ &= \frac{g \cdot w_{max}^2 \cdot h_2 \cdot \Delta t}{6} \left( \frac{\bar{\rho}}{\Gamma} \right)_m \left[ \frac{4\xi^2 + 5\xi + 2}{(\xi + 1)^2} (\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) - \frac{\xi^3}{(\xi + 1)^2} (\Gamma_d - \bar{\Gamma}_l) \right] \quad (4) \end{aligned}$$

なお、 $\Gamma_d$  は乾燥断熱減率、 $\bar{\Gamma}_l$  は雲底下層の気温減率、 $\bar{\Gamma}_u$  は雲層の気温減率、 $\Gamma_w$  は湿潤断熱減率、 $(\bar{\rho}/\Gamma)_m$  は  $(\bar{\rho}/\Gamma)$  の平均的な値、 $\xi = h_1/h_2$  である. 式 (4) の右辺第 1 項は雲中で浮力のなした仕事に対応し、第 2 項は雲底下層で上昇運動を引き起こすのに必要なエネルギーに対応している.

じょう乱が発達するときは  $\partial K / \partial t > 0$  である. 別の言い方をすれば、条件付不安定な成層において発達するじょう乱は少なくとも (5) 式を満たす.

$$(\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) / (\Gamma_d - \bar{\Gamma}_l) > \xi^3 / (4\xi^2 + 5\xi + 2) \quad (5)$$

(5) 式の右辺は  $\xi = 0$  のとき 0 で、 $\xi \rightarrow \infty$  のとき無限大に近づき、 $\xi$  が大きくなるにつれて単調に増加する. つまり、発達するじょう乱が取り得る  $\xi$  の大きさは  $(\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) / (\Gamma_d - \bar{\Gamma}_l)$  によって制限されている. この関係は、不安定なじょう乱についてスライス法で示されている、湿潤な上昇域の断面積と、運動をするのに外部からの仕事を必要とする下降域の断面積との比が  $(\bar{\Gamma} - \Gamma_w) / (\Gamma_d - \bar{\Gamma})$  によって制限されているのと、相似の現象であることは容易に理解されよう.

いま、 $h_2$  が一定、水蒸気量の場合も一定として考えることにする.  $h_1$  が大きいこと、すなわち  $\xi$  が大きいことは、雲底下層で大きな上昇流が形成されることを意味しており (図 1 参照)、したがって解放される不安定エネルギーも多くなろう. 結局、対流雲は  $\xi$  が大きいほ

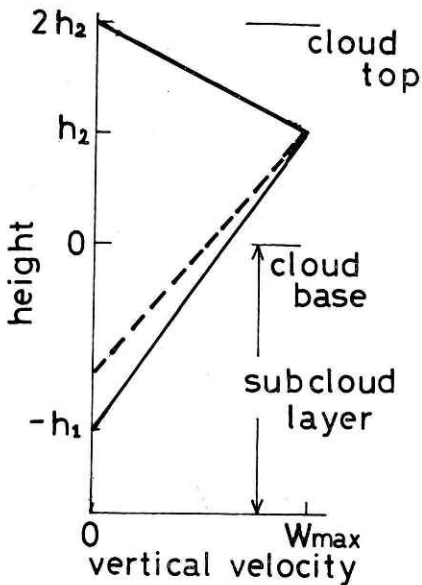


図1 積雲対流の1次元2層モデル。雲底高度を座標軸の原点にとってある。 $Z = 2h_2$ が雲頂である。実線と破線の二つの場合で示したように、雲底下層での上昇速度が大きいことを $h_1$ が大きいこととで表している。

どよく発達することになる。そこで、対流雲が雷雲にまで発達するときの 대기成層は、発達の初期段階におけるある一定の時間 $t = \Delta t$ において、ある一定の値 $\xi_c$ が存在して、少なくとも $\xi = \xi_c$ なるじょう乱にとって不安定でなければならないと単純化できよう。こう考えると、雷雨日の $\bar{\Gamma}_u$ と $\bar{\Gamma}_l$ の間には(6)式が成立していることを(5)式より得る。

$$(\xi_c^2 + 5\xi_c + 2)(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) - \xi_c^3(\bar{\Gamma}_d - \bar{\Gamma}_l) > 0 \quad (6)$$

第4節で関東平野北部の雷雨日を対象として、統計的に(6)式で示された関係が成立しているかどうかを検討するが、次のことに注意を払う必要がある。 (4)式を導くにあたって、本来仮温度を用いるところを気温を使用している。一方、記するまでもなく、下層の水蒸気量の多少は対流雲の発達に影響を及ぼす重要な因子の一つである。

したがって、第4節では以下の事が問題となる。

(1) 適当な層の気温減率を採用した場合に、(6)式もしくは(6)式に類似な関係式が雷雨日に成り立っているかどうか、 (2) 下層の水蒸気量が異なっている場合に、上層と下層の気温減率間の関係はどのように変化するか。

### 3. データ

電力気象業務の一環として、気象庁および電力会社等関連機関が協同して雷雨観測を実施しており、関東甲信地方における観測結果は気象庁予報部においてまとめられている。雷雨日と無雷雨日との分類にはこの観測結果を利用させていただいた。

雲層に対応する上層と雲底下層に対応する下層とに大気成層を2分して考える都合上、対象地域を関東平野北部(図2参照)とした。09時～21時に対象地域に雷雨が発生・発現した日を雷雨日とし、その他の日を無雷雨日とする。高層のデータは館野にある高層気象台の09時の観測値を用いた。主に1967年～1968年5月15日～9月15日の248日間のデータを基にして不安定指数を求め、1969年～1971年の5月15日～9月15日の372日間について、求めた不安定指数の検証を行った。

不安定指数を求める基になった理論的な解析は非常に簡単なモデルについてなされており、ここで求める不安定指数も他の安定指数と同じように、その時点での大気の安定度を評

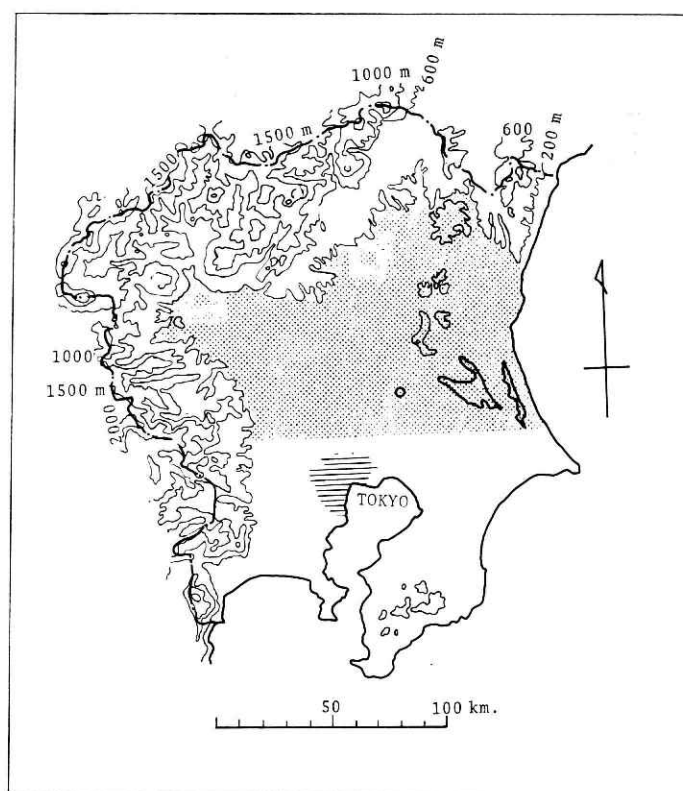


図 2  
調査対象地域 (陰を施した部分). 調査対象地域は、  
ほぼ北緯  $35^{\circ}50'$  以北で北と  
西は海拔高度 200 m の等高  
線で囲まれた領域とした。

価するものである。通常 900 mb より上層では気象要素の日変化は小さいので問題はないが、顕著な前線が通過した日とか台風の影響を受けているときのように、移流の効果が大きい日の取り扱いには注意を払う必要がある。1967 年～1968 年の調査期間に雷雨日は 79 日あった。このうち界雷が発現した日は 10 日である。この報告では界雷が発現した 10 日については注意を払うが、その他の日のシノプティックな状態は何ら考慮を払わないことにして、以下の解析を進める。

#### 4. 関東平野北部の雷雨を対象とした不安定指数

雲底下層に対応する下層の気温減率  $\bar{\Gamma}_l$  について、地上と 850 mb の間および 900 mb と 800 mb の間における気温減率を求めて比較した。地上と 850 mb との間における気温減率の状態には雷雨日と無雷雨日とではほとんど差は無く、無雷雨日の平均値と雷雨日の平均値は共に  $5.7^{\circ}\text{C}/\text{km}$  となった。一方、900 mb と 800 mb の間における気温減率では、雷雨日の平均値が  $5.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 、無雷雨日のそれは  $4.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$  であった。さらに、地上の気温は著しい日変化をするので、予報の目的のためには 900 mb より上層での気象要素を用いる方が良い。このことから下層の気温減率  $\bar{\Gamma}_l$  として、900 mb と 800 mb の間における気温減率を用いる

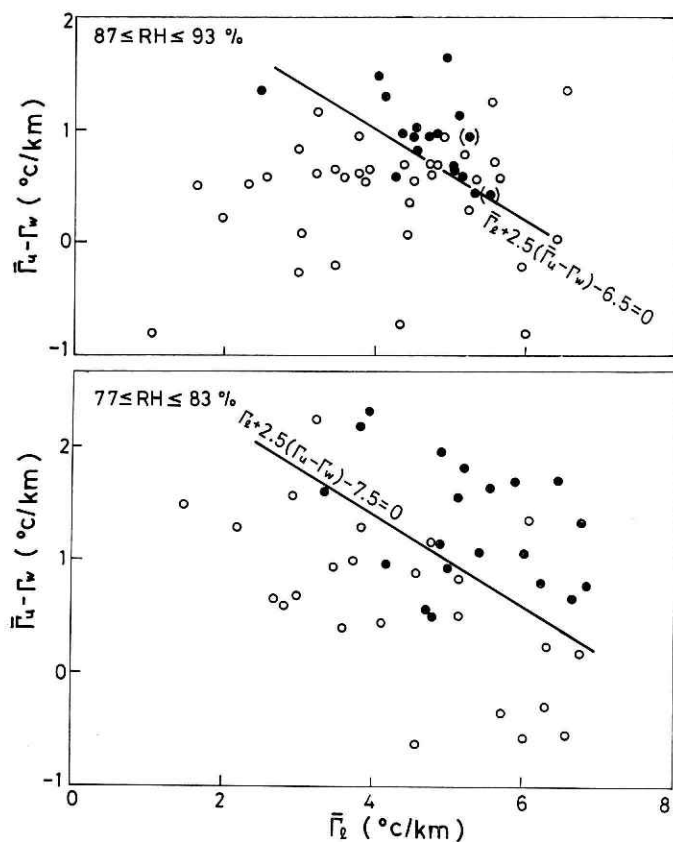


図 3

雷雨日と無雷雨における  $\bar{T}_s$  と  $(\bar{T}_u - \bar{T}_w)$  との関係 (1967年～1968年5月15日～9月15日). 黒丸が雷雨日, 白丸が無雷雨日. ( ) は界雷が発現した日であることを示す. 上段は  $RH$  が 87%～93%にある場合, 下段は  $RH$  が 77%～83%にある場合.

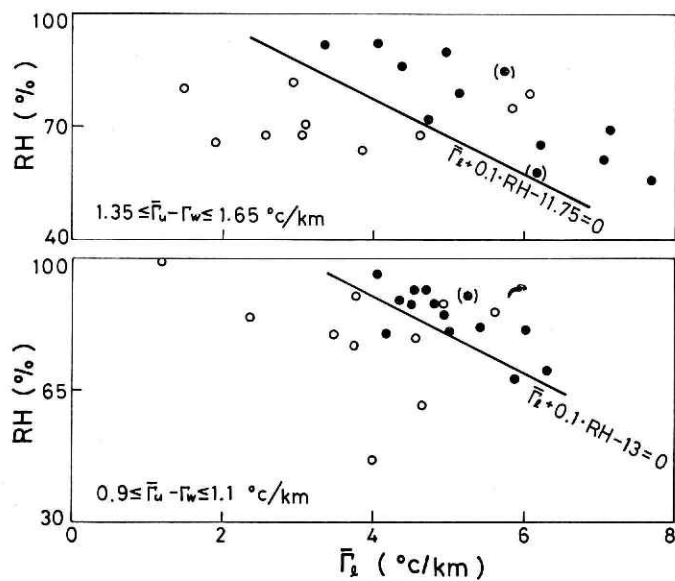


図 4

雷雨日 (黒丸) と無雷雨日 (白丸) における  $\bar{T}_s$  と  $RH$  の関係 (1967年～1968年5月15日～9月15日). 上段は  $\bar{T}_u - \bar{T}_w$  が  $1.35 \text{ °C/km} \sim 1.65 \text{ °C/km}$  にある場合, 下段は  $\bar{T}_u - \bar{T}_w$  が  $0.9 \text{ °C/km} \sim 1.1 \text{ °C/km}$  にある場合. ( ) は界雷が発現した日であることを示す.

ことにした。

雲層に対応する上層の気温減率  $\bar{\Gamma}_u$  については、850 mb と 500 mb の間の気温減率と 800 mb と 500 mb の間の気温減率を求めて比較した。その結果は両方の気温減率の間に大きな差は見い出せなかった。ここでは 850 mb と 500 mb の 2 高度間で求めた気温減率を採用する。

下層における湿度は 900 mb と 850 mb とで大きく異なることが、少なからずある。たとえば、900 mb と 850 mb とで相対湿度が 20 % 以上違うことが、調査期間 248 日間の 1 割に当る 25 日あった。そこで、下層における水蒸気量の状態を 900 mb と 850 mb での相対湿度の平均値で示すことにした（以下この値を  $RH$  と記す）。

図 3 は雷雨日と無雷雨日における  $(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w)$  と  $\bar{\Gamma}_l$  の関係を、 $RH$  がほぼ 90 % のときと 80 % のときについてプロットしたものである。図中 ( ) の付いた雷雨日は界雷が発現した日である。雷雨日の  $(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w)$  と  $\bar{\Gamma}_l$  との間に (6) 式に類似な関係式を求めることができる。つまり  $RH$  が 90 % のときには、 $\bar{\Gamma}_l + 2.5 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) - 6.5 > 0$  を、 $RH$  が 80 % のときには  $\bar{\Gamma}_l + 2.5 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) - 7.5 > 0$  を得る。さらに図 4 は、雷雨日と無雷雨日における  $\bar{\Gamma}_l$  と  $RH$  の関係を  $(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w)$  がほぼ  $1.5^\circ\text{C}/\text{km}$  と  $1.0^\circ\text{C}/\text{km}$  のときについてプロットしたものである。図中の直線は図 3 で求めた直線上にある 2 点、たとえば  $(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) = 1.0^\circ\text{C}/\text{km}$  の場合には、 $RH = 90\%$  のとき  $\bar{\Gamma}_l = 4.5^\circ\text{C}/\text{km}$  と  $RH = 80\%$  のとき  $\bar{\Gamma}_l = 5.0^\circ\text{C}/\text{km}$  の 2 点を通る直線である。雷雨日には、 $(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) \sim 1.5^\circ\text{C}/\text{km}$  のとき  $\bar{\Gamma}_l + 0.1 \cdot RH - 11.75 > 0$  が成立し、 $(\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) \sim 1.0^\circ\text{C}/\text{km}$  のとき  $\bar{\Gamma}_l + 0.1 \cdot RH - 13 > 0$  が成立していると言えよう。

結局、下層の水蒸気量の状態を 900 mb と 850 mb での相対湿度の平均値で表すと、900 mb と 800 mb 間の気温減率  $\bar{\Gamma}_l$  および 850 mb と 500 mb の間の気温減率  $\bar{\Gamma}_u$  との間に簡単なモデルについての解析から得られた対流雲の発達条件と類似な関係が成立しており、下層での水蒸気量の違いも線型的に現せることが示された。つまり雷雨日においては

$$f(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w, \gamma) \equiv \bar{\Gamma}_l + 2.5 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) + 10 \cdot \gamma - 15.5 > 0 \quad (7)$$

が成立すると考えられる。ここで  $\gamma = RH/100$  である。なお図 4 から分かるように、調査した 248 日間には  $RH$  がほぼ 60 % 以下の日が少なく、 $RH \leq 60\%$  のときについては検討の余地がある。これについては後で触れることにする。

以上より、不安定指数  $II'$  をひとまず (8) 式で定義する。

$$II' = 0.966 \cdot \bar{\Gamma}_l + 2.41 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w) + 9.66 \gamma - 15.0 \quad (8)$$

これは  $f(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w, \gamma) = 0$  なる面までの距離をその大きさを考えて 10 倍したものであり、 $(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w, \gamma)$  が  $f(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u - \bar{\Gamma}_w, \gamma) > 0$  の領域にあれば  $II' > 0$  となり、逆のときには  $II' < 0$  となる。

図 5 は 1967 年と 1968 年の 5 月 15 日～9 月 15 日の 248 日間における雷雨日 79 日と無雷雨日 169 日の  $II'$  および  $SSI$  のヒストグラムである。 $II'$  の平均値は雷雨日で 0.7、無雷雨日



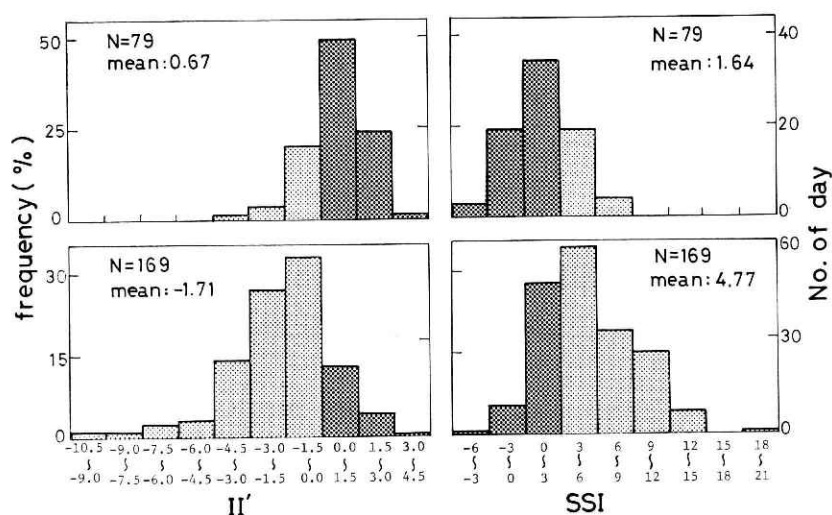


図5 雷雨日(上)と無雷雨日(下)における不安定指数  $II'$  (左)と Showalter の不安定指数(右)の分布.  $N$ はそれぞれの日数.

で  $-1.7$  となった.  $II' > 0$  が雷雨発現の目安となるが,  $II' > 0$  のときに雷雨が発現する確率は 66% であり,  $II' > 0$  となった雷雨日は全雷雨日の 75% に当る. 一方  $SSI$  では, 平均値が雷雨日で 1.6 無雷雨日で 4.8 となった.  $II' > 0$  となった雷雨日数とほぼ同じ 56 日の雷雨日が  $SSI < 3$  となっている.  $SSI < 3$  となる無雷雨日は 57 日あり,  $SSI < 3$  のとき雷雨が発現する確率は 50% である.

同じ期間について,  $SSI$  を 1~4 の整数で分割表を作り, Skill Score を算出した.  $SSI < 1$  で雷雨を予想すると Skill Score は 27%,  $SSI < 2$  とすると 30%,  $SSI < 3$  とすると 33%,  $SSI < 4$  とすると 26% となった. すでに指摘されているように (普也, 1970),  $SSI$  単独で雷雨予報を行うときには,  $SSI < 2$  または  $SSI < 3$  が目安となる, ちなみに  $II' > 0$  による Skill Score は 55% となった.

下層の湿度が 50% 以下では積雲対流現象は現れないと言われている. このことを, 1967 年と 1968 年の 248 日間では  $RH$  が 60% 以下の日数が少ないので, 1969 年~1970 年の 248 日間を加えて調べた.  $RH \leq 57\%$  でかつ  $II' > 0$  となった日数が 16 日あり, 雷雨日はこのうちの 4 日にすぎなかった. そしてこの雷雨日は全て  $II' > 1.5$  であり, また  $II' > 1.5$  となった無雷雨日は 3 日であった. そこで不安定指数  $II$  として, 次のように新たに定義する.

$$II = \begin{cases} II' & RH > 57\% \\ II' - 1.5 & RH \leq 57\% \end{cases} \quad (9)$$

(9) 式で定義した  $II$  を用いて, 1969 年~1971 年の 5 月 15 日~9 月 15 日の 372 日間を対象として, 雷雨予報を試みた. そのときの分割表を 1 に掲げる.  $II > 0$  となる日数は 81 日, この 53% に当る 43 日が雷雨日となり, これは全雷雨日の 64% である. Skill Score を求

表 1  $II$  と  $SSI$  による分割表 (1969 年～1971 年 5 月 15 日～9 月 15 日)

	$II > 0$ $II \leq 0$			$SSI < 2$ $SSI \geq 2$	
雷 雨 日	43	24	雷 雨 日	49	18
無雷雨日	38	267	無雷雨日	77	228

めると 48% となった。比較のために  $SSI$  による分割表も表 1 に掲げた。1967 年と 1968 年のデータから Skill Score が最も大きくなった  $SSI < 2$  のとき雷雨が発現するとした。  $SSI < 2$  となる日数は 126 日となり、これのほぼ 40% に当る 49 日が雷雨日である。Skill Score を求めると 36% となり、 $II$  による場合とでは 10% 以上の差が生じた。

## 5. ま と め

対流雲と雲底下層からなる簡単な 1 次元 2 層モデルにより、雲底下層での安定度を考慮したときの対流雲の発達条件を調べた。水蒸気量の影響を考えないことにすると、雲層の気温減率と雲底下層の気温減率の比が、対流雲の発達程度を決める一つの要素になっていることが、この解析から示された。

理論的な解析の結果に基づき、館野の高層気象台で 09 時に観測された高層気象データを用いて、関東平野北部の雷雨を対象として実際の状態を調べた。900 mb と 800 mb の間の気温減率  $\bar{\Gamma}_l$ 、850 mb と 500 mb の間の気温減率  $\bar{\Gamma}_u$ 、および 900 mb と 850 mb での相対湿度の平均  $RH$  の間に、雷雨日には次の関係が認められた。

$$f(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u - \Gamma_w, RH) \equiv \bar{\Gamma}_l + 2.5 \cdot (\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) + 10 \cdot (RH/100) - 15.5 > 0$$

$RH \leq 57\%$  のときにはこの傾向が少し異なっていることより、次式を不安定指数とした。

$$II = \begin{cases} 0.966 \cdot \bar{\Gamma}_l + 2.41(\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) + 9.66 \cdot (RH/100) - 15.5 & RH > 57\% \\ 0.966 \cdot \bar{\Gamma}_l + 2.41(\bar{\Gamma}_u - \Gamma_w) + 9.66 \cdot (RH/100) - 17.0 & RH \leq 57\% \end{cases}$$

$RH > 57\%$  のときの  $II$  は幾何学的には面  $f(\bar{\Gamma}_l, \bar{\Gamma}_u - \Gamma_w, RH) = 0$  までの距離の 10 倍に相当する値である。

この不安定指数により、1969 年～1971 年の 5 月 15 日～9 月 15 日の 372 日間について雷雨予報の検証を行った結果は Skill Score で 48% となった。 $II$  による雷雨予報は Showalter の安定指数を用いるよりも良い結果を得ることができた。

湿潤断熱減率は、気象学ハンドブック (気象学ハンドブック編集委員会, 1959) や Smithsonian Meteorological Tables (List, 1968), 気象ポケットブック (正野他, 1969) などと与えられている。これらを利用して、気温に対する 850 mb における湿潤断熱減率の表を一度作製しておけば、 $II$  は簡単な計算で求めることができる。したがって  $II$  も実用的価値のある不安定指数と言えよう。

以上、大気を上層と下層の二層に分けて安定度を考えることにより、雷雨予報の精度を向上させることができた。ところで、ここで定義した不安定指数は、簡単なモデルを基礎にし

ている。したがって、モデルが異なると違った不安定指数が導かれるであろう。大気成層の安定度を評価するとき下層の安定度を積極的に考慮するのが望ましいことを本報告の結果は示している。しかしながら、大気成層の安定度を上層と下層の安定度を用いてどのように表すのがより適しているのか、別の言い方をすれば、対流雲が発達するとき雲層と雲底下層の安定度にはどのような関係が存在するのか、これは残された問題である。

## 参 考 文 献

- 1) Darkow, G.L., 1968: The total energy environment of severe storms. *J. Appl. Meteor.*, 7, 199-205.
- 2) 普世泰吉, 1970: 雷雨予報と予報因子. 研究時報, 22, 541-545.
- 3) Galway, J.G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 37, 528-529.
- 4) 気象学ハンドブック編集委員会編, 1959: 気象学ハンドブック. 技報堂, 1149 pp.
- 5) List, R.J., 1968: Smithsonian Meteorological Tables. Smithsonian Institution Press, 323 pp.
- 6) 正野重方・吉武素二・毛利圭太郎・須田 建・窪田正八編, 1969: 気象ポケットブック. 共立出版株式会社, 193 pp.
- 7) Sulakvelidze, G.K., 1969: Rainstorms and Hail. Israel Program for Scientific Translations. 27-36 pp.
- 8) 東京管区気象台編, 1962: 東京管区地域気象ハンドブック. 第二編 局地予報資料, XI-1~XI-26.
- 8) Yonetani, T., 1975: Characteristics of atmospheric vertical structure on days with thunderstorms in the northern Kanto plain. *J. Meteor. Soc. Japan*, 53, 139-148.

(1978年12月15日原稿受理)

## 付 録

通常用いられている記号を使用して、非粘性流体における積雲対流の運動方程式は次のように表される。

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} - \frac{\nabla P'}{\bar{\rho}} + k g \left( \frac{T_v'}{\bar{T}_v} - Q_t - \frac{P'}{\bar{P}} \right) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P'}{\partial Z} \quad (\text{A-1})$$

質量保存の式  $\nabla \cdot \bar{\rho} \mathbf{v} = 0$ , 静力学方程式  $dP = -\bar{\rho} g dZ$ , および状態方程式  $P = \bar{\rho} R T_v$  を用いて次の関係式を得る。

$$\nabla (\bar{\rho} \mathbf{v} P' / \bar{\rho}) = \mathbf{v} \cdot \nabla P' + P' \rho \mathbf{v} \cdot \nabla (1/\bar{\rho}) = \mathbf{v} \cdot \nabla P' + \bar{\rho} g w P' / \bar{P} \quad (\text{A-2})$$

(A-1) 式の両辺に  $\bar{\rho} \mathbf{v}$  を掛け、(A-2) 式を用いて変形すると、エネルギー方程式 (A-3) を得る。

$$\partial \bar{\rho} k / \partial t = -\bar{\rho} \mathbf{v} \cdot \nabla k - \nabla \cdot \mathbf{v} P' + \bar{\rho} w g (T_v' / \bar{T}_v - Q_t) \quad (\text{A-3})$$

閉じた系全体の運動エネルギー  $K$  に対する方程式は、(A-3) 式の右辺第1項と第2項がガウスの定理により0となるので、(A-4) 式となる。

$$\partial K / \partial t = \partial \int \bar{\rho} k dv / \partial t = \int \bar{\rho} w g (T_v' / \bar{T}_v - Q_t) dv \quad (\text{A-4})$$